

Végh Tamás<sup>1</sup> – Horváth Erzsébet<sup>2</sup>

## VÖLGYFEJLŐDÉSI VIZSGÁLATOK A DUNAKÖMLŐD-PAKSI-LÖSZHÁTON

### BEVEZETÉS

A Dunakömlőd-Paksi-löszhát kitüntetett szerepet tölt be a hazai negyedidőszaki kutatásokban. A Paksi Téglagyár falában találjuk a Kárpát-medence legnagyobb jelentőségű pleisztocén rétegsorának pusztuló feltárásait. A felszínalaktani és szeizmológiai kutatások nagy lendületet vettek a Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságának vizsgálatával, ami során különböző geofizikai módszerek segítettek megismerni az erőmű környezetében húzódó törések rendszerét. Számos törésvonal a felszín közeléig hatol, ám ezeket pleisztocén rétegsorok feltárásaiban egészen a legutóbbi időkig nem sikerült felismerni. Az M6-os autópálya menti útbevágásokban végzett megfigyelésekből azonban tudjuk, hogy a terület még a felső pleisztocénben is mutatott tektonikus aktivitást. Ez alapján ma már nem az a fő kérdés, hogy a terület felszínalakítását a tektonika vagy a külső erők végezték, hanem hogy melyik folyamat súlya nagyobb a mai domborzat kialakításában, továbbá a külső erők különböző folyamatai milyen szerepet játszottak a völgyek formálódásában.

A vizsgálatunk célja a Dunaföldvár-Paks közötti magaspárt dunakömlődi szakaszán induló völgyek esetében tisztázni a tektonika és a külső erők felszínfejlődésben betöltött szerepét. Munkánk során a Vörösmalomi-patak völgyrendszerének geomorfológiai szempontból kitüntetett részeire koncentráltunk.

A terepi munka során feltérképeztük a völgyek löszfeltárásait és meghatároztuk az egyes völgyszakaszok morfológiai jellegét. A Dunakömlőd Csárda utcai feltárás kiemelt jelentőségű a megtalált feltárások között. Itt egy jól fejlett kettős fosszilis talaj húzódik az összletben, amit a Paksi Téglagyár falának rétegsora alapján a Mende Bázis talajkomplexumnak feltételezünk. A csuszamlásokkal tagolt feltárás mozaikjai lehetőséget adtak a talajkomplexum fekvésében és fedőjében húzódó rétegek részletes leírására. A szelvény-mozaikokat a felvételezett rétegek és mágneses szuszeptibilitás mérések alapján is sikerült összefüggő szelvényként leírni, valamint a feltárás feletti rétegek is hozzáférhetővé váltak a Sándor-hegyen folyó régészeti ásatásoknak köszönhetően, ahol valószínűleg a Bagi Tefra legújabb lelőhelyét is megtaláltuk. Mindezek alapján a mintaterület további feltárásainak leírása és a mágnesezhetőség (MS) mérése a hasonló korú bolygatatlan rétegek párhuzamosításának lehetőségét adja, a rétegsorba nem illeszthető feltárások pedig az egyes völgyszakaszok fejlődésének megismerésében segíthetnek.

A geomorfológiai vizsgálatok során a hagyományos terepi megfigyeléseken túl EOV 1:10000 méretarányú térképlapok szintvonalainak digitalizálásából nyert domborzatmodellre támaszkodtunk. A domborzatmodell segítségével meghatároztuk a völgyek futását, különböző morfometriai paramétereiket és völgyszelvényeket vettünk fel. A kapott adatok és a terepi megfigyelések alapján megkíséréljük tisztázni a völgyfejlődéssel kapcsolatos kérdéseket, szem előtt tartva annak lehetőségét, hogy a tektonika is szerepet játszik a vizsgált völgyek mai morfológiájának kialakításában.

<sup>1</sup> **Végh Tamás:** Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, geográfus MSc hallgató

E-mail: [veghtamas1982@gmail.com](mailto:veghtamas1982@gmail.com)

<sup>2</sup> **Horváth Erzsébet:** Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék

E-mail: [erzsebet.horvath@ttk.elte.hu](mailto:erzsebet.horvath@ttk.elte.hu)

## ELŐZMÉNYEK

A mezőföldi löszhátak felszíni domborzatának jellegét a különböző genetikájú völgyek határozzák meg, amik a jól erodálható löszfelszín alaposan felszabdalták. A Marosi S. (Ádám L. et al. 1959) által szerkesztett monográfia a Mezőföld völgyeit, keletkezésüket és morfológiai fejlődésüket tekintve, öt fő típusba sorolta: szerkezeti vonalakkal előrejelzett eróziós (teraszos) völgyek, tisztán eróziós völgyek, löszvölgyek, korráziós völgyek, komplex eredetű völgyek. A löszhátak völgyei az utóbbi négy csoportba sorolhatók. Munkánk során kiemelt figyelmet fordítottunk a komplex eredetű völgyeknek, amelyek kialakulásában az erózió és a lösz karsztos korrózió általi lepusztulásán túl, a szerkezeti mozgásoknak is fontos szerep juthatott.

A tektonika szerepének megítélése azonban Marosi S. (1959) munkája óta sokat változott. Nem kérdéses, hogy a Mezőföld löszplatói a tektonikának lehetett és minden bizonnyal volt is szerepe a fővölgyek kialakításában, de teljes biztonsággal nem lehet megmondani, hogy melyik az a völgy ahol hatott és melyik az ahol nem. Mindezen túlmenően Marosi S (1959) a fővölgyek oldalában sorakozó aszóvölgyek felnyílásának helyét is törésekhez kötötte. Ahol a szerkezeti mozgások alapozzák meg a völgyek kialakulását, ott is fontos kérdésként merül fel, hogy a szerkezeti mozgás milyen mértékben lehet meghatározója a völgy helyének kijelölésében.

A Duna fekéjében a mederfenék alatt néhány 10 méteres mélyégben sekélyreflexiós mérésekkel olyan elmozdulásokat találtak, amik a mai meder viszonyokat is egyértelműen meghatározva azt jelzik, hogy a törések egészen a pleisztocén-holocén határáig is aktivitást mutattak (Tóth T. 1994). Máshol azonban a negyedidőszaki üledékekben nem ilyen könnyen eldönthető az aktivitás kérdése, ugyanis a geofizikai méréseket nagyban nehezíti, hogy olyan eltérő minőségű és víztartó képességű rétegek rakódtak le és váltogatják egymást, amik a rétegsor és a rétegeken belüli változások ismeretének hiányában hibás eredményekre vezethetnek. Különböző módszerekkel történt vizsgálatokat tekintve az a következtetés vonható le, hogy Paks környékén nincsenek egyértelmű bizonyítékok arra vonatkozóan, hogy a középső- és felső pleisztocén rétegeket, a korábbi vetődések felújulásai felszabdalták volna (Marosi S. és Meskó A. 1997). A sekélyszelvényekben történt mérésekkel kapcsolatos problémák miatt (a rezgéseket rosszul vezető, nagy ellenállású rétegek és lencsék) csak azok az elmozdulások írhatók le vetőként, amik pannon üledékek vetőinek folytatásában helyezkednek el, azonban ilyet eddig nem találtak (Marosi S. és Meskó A. 1997). Horváth F et al. (1990, 1993) és Bodrogi M. et al. (1994) Landsat TM és SPOT P digitális úrfelvételek automatikus kiértékelésével, tektonikus eredetű lineamentek vizsgálatát folytatta. A kapott eredmények alapján nem bizonyított a felszínig hatoló vetők megléte, mert a terepi vizsgálatok nem találtak vetőkre utaló jeleket (Marosi S. és Meskó A. 1997).

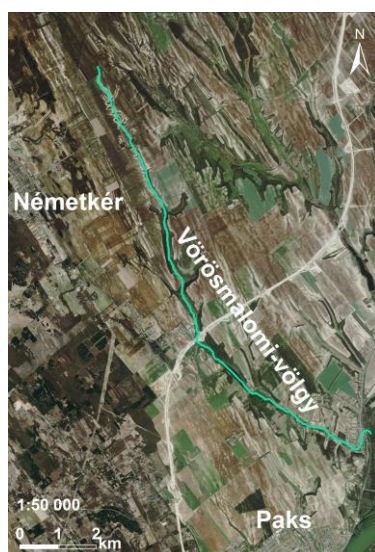
Balla Z. (1993) szerint a közettrések és az úrlineamentek a domborzati elemekhez igazodnak, ez igazolja az azzal kapcsolatos fenntartásokat, hogy a domborzat és a tektonika között közvetlen kapcsolat lenne. Marosi S. (1959) még azzal magyarázta a törések hiányát, hogy azok mind völgyekhez köthetők és azért nem találjuk őket, mert a völgytalpak talajosodása és a patakok, valamint mélyebben a leszivárgó vizek eltüntették a felszínig hatoló elmozdulások nyomait, amiket később sem találtak (Marosi S. és Schweitzer F. 1997). Balla Z. (1999), a Földtani Közlönybe írt vitáirában a felszín közelében levő tektonikus eredetű elmozdulások hiánya miatt újra kétségbe vonja a fiatalabb mozgások meglétét, különösen a Duna-menti törérendszerben, a válaszcikk (Tóth T. és Horváth F. 1999) módszertani kérdéseket feszeget és a mérési módszerek általi korlátokat tárgyalja. A kérdés eldöntése komoly kihívás, hiszen Balla Z. (1999), nyitottságára utaló sorával élve: „...*valaminek a hiányát mindig sokkal nehezebb igazolni, mint valaminek a létezését...*”. (Balla Z. 1999. pp.105.)

Munkánk során főként a külső erők felszínformáló folyamatainak vizsgálatára koncentráltunk éppen azért, hogy feltárjuk a mezőföldi löszhátak mai domborzatának, valamint a terület völgyeinek és az egyes völgyszakaszok kialakulásában betöltött szerepüket. Különös figyelmet szenteltünk a völgymorfológia megismerésére, hiszen a szomszédos völgyszakaszok közti különbségek, nem csak az exogén felszínalakító folyamatok súlyának eltolódására, hanem a tektonika közelmúltbeli aktivitására és a felszín közeléig hatoló vetők jelenlétére is utalhatnak. A völgyszakaszok fejlődési stádiumának geomorfológiai alapon nyugvó leírására kiváló eszközként kínálkoznak a digitális domborzatmodellek.

Térinformatikai adatelemzéseinkkel első sorban annak lehetőségét kívántuk feltárni, hogy a digitális domborzatmodellből származtatott völgymorfológia paraméterek segítségünkre lehetnek-e a fentiek tisztázásában, éppen ezért jelenlegi munkák során az egyszerű paraméterek és azok egymáshoz viszonyított arányának értelmezésével foglalkozunk.

### MINTATERÜLET

A felszínfejlődési vizsgálatokra kiválasztott völgy, a Dunakömlőd-Paksi-löszhát DK-i részén húzódó Vörösmalomi-völgy (1. ábra). A völgy Dunakömlődnél nyílik a Duna menti magaspart peremén és egészen a völgyfőig (14,5 km hosszan) ÉÉK-i csapásirányú. Környezetében a felszín közeli kőzet főként lösz, de Németkértől DK-re, Gyapánál a felszínen megjelenik a homok és a homokos-lösz. A löszplató általános lejtési iránya DDK-i.



1. ábra: A mintaterület és a Vörösmalomi völgy (Google Earth)

A fővölgyben állandó vízfolyást találunk, amely még az aszályos időszakokban sem szárad ki teljesen, azonban a völgy Németkérhez közeli szakaszán és a mellékvölgyekben a vízfolyások csupán időszakos jellegűek.

A völgy dunakömlődi szakaszán a völgytalp viszonylag keskeny, azonban a dunakömlődi kanyart követően helyenként 100 méternél szélesebbre nyílik, majd fokozatosan szűkül és Németkér térségében már nem beszélhetünk klasszikus értelemben vett lapos fenekű völgytalpról. Az időszakos és állandó vízfolyások medre a völgyek alján mélyen bevágódott.

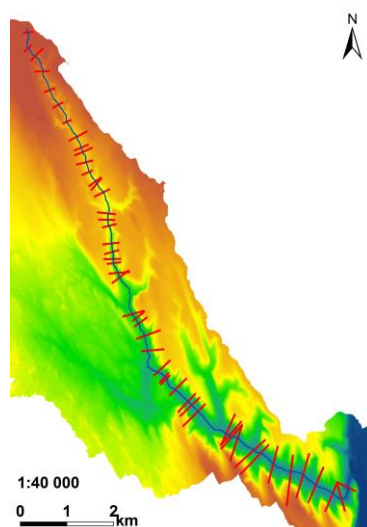
A Vörösmalomi-völgyet több nagyobb mellékvölgy és számos kisebb aszóvölgy, deráziós fülke tagolja, köztük a lösz változatos lepusztulás-formáival találkozunk. A völgyoldalakat csuszamlások nyomai csipkézik, a lealacsonyodott völgyoldalakon pihenőket találunk, melyek közül a kisebbek lejtős tömegmozgásokhoz köthetők, míg a nagyobbak a

völgyoldal futását sűrűn szabdaló mellékvölgyek közti hátaknak az ellenállóbb rétegig történő lealacsonyodásával alakultak ki.

A közelmúltat tekintve egyértelműen az antropogén hatások számlájára írható a felszínformák legfiatalabb generációja. Az ember megjelenésével a hátakra vezető löszmélyutak nyíltak, melyek fejlődése igen gyors, akár pár év alatt is jelentős változások figyelhetők meg. A hátakon elterülő szántók teret adnak a lehullott csapadék gyors lefolyásának és megnövekedett munkavégző képességüknek köszönhetően gyorsítják a mellékvölgyek mélyülését és hátravágódását. A hátak völgyperem közeli részén a lehordott talaj alól felszínre bukkan az alapkőzetet alkotó lösz, a megnövekedett mennyiségű hordalék a mellékvölgy előtti völgytalpon halmozódik fel. A lecsupaszított völgyoldalakat a legelő szarvasmarhák taposása teszi lépcsőzetessé és friss csuszamlások jelennek meg.

### TEREPI VIZSGÁLATOK

A terepbejárás során a megfigyelhető felszínformákra és azok változásának leírására koncentráltunk, elsősorban azért, hogy a későbbi térinformatikai elemzéssel kapott adatokat értelmezni tudjuk és levont következtetéseink helyességét ellenőrizhessük. A völgymorfológia egyes elemeit nem csupán önmagukban értelmeztük, hanem azok fejlődésének lehetséges módját is megpróbáltuk feltárni. A megfigyeléseinket összevetve EOV 1:10000 méretarányú térképlapokkal és az SRTM kis terepi felbontású digitális domborzatmodelljével, már ekkor szembeötlő volt a vizsgált völgy több jellegzetessége. Egyrészt szemmel látható aszimmetria mutatkozott a völgy alsó- és középső szakaszának lejtőin, az alsó szakaszon az északi völgyoldal kisebb lejtésűnek, a déli oldal határozottan meredeknek mutatkozott, majd a középső szakaszon az aszimmetria megfordult és oly mértékben hangsúlyos lett, hogy a völgyszakasz déli irányban határozottan nyitottnak mutatkozott (2. ábra).



2. ábra: A mintaterület, EOV 1:10000-es méretarányú térképlapok szintvonalainak digitalizálásából készített domborzati modellje.

Az EOV térképlapokat és az SRTM domborzatmodellt vizsgálva a Vörösmalomi-völgy futásában két jelentősebb irányváltozás is mutatkozik. Az egyiket ott figyelhetjük meg, ahol a völgy aszimmetriája megfordul, a másikat a dunakömlődi kanyarnál.

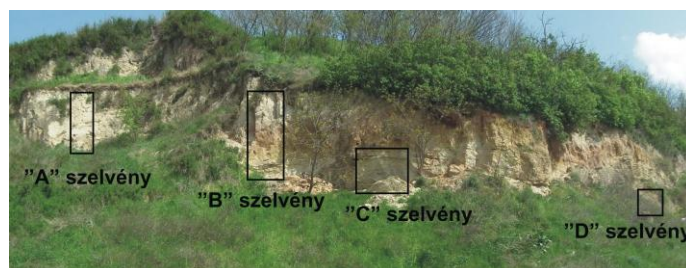
A völgymorfológia és a völgy fejlődésének megértésének érdekében a terepbejárás során felkutattuk a fővölgy mentén található feltárásokat, remélve hogy magyarázatot kapunk az aszimmetria okára. A megtalált feltárások egy része kis magasságú volt – maximum 1 méter –, bennük áthalmazott talajokat találtunk, más részük elérte a 4-5 méteres magasságot, azonban ezekben a rétegzetlen lösz felett legfeljebb csak a felszín közelében figyelhettünk



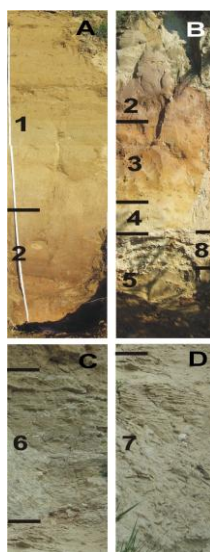
meg fiatal áthalmozásokra utaló jeleket. Az alsó völgyszakasz északi és déli falában talált feltárások nem mutattak közetminőségbeli különbségeket, a középső völgyszakasz déli oldalának alacsony völgypereme fölött a felszínen homokos löszet találtunk.

A megtalált feltárások közül csak a dunakömlődi Sánc-hegy (más nevén Bottyán-hegy) Csárda utcai feltárásban tudunk bolygatatlan rétegsort leírni. A csuszamlásokkal szabdaltnyugati kitettséű völgyoldalban négy szelvénymozaik összeillesztésével egy 8 méteres magasságot meghaladó szelvényt alakítottunk ki (3. ábra).

Az "A" jelű szelvénymozaik felső részében egy 220 cm vastag löszhorizont húzódik (4. ábra), aminek legfőbb jellegzetességét a több magasságban is megjelenő vaskiválási szintek adják. Az egykori talajvízszint ingadozásához köthető, oxidatív környezetet jelző sávok egymással közel párhuzamosak, de nem teljesen vízszintesek a mai felszínhez képest, lefutásukat enyhe meghajlások jellemzik, minden bizonnyal az üledékes szerkezetet tükrözik.



3. ábra: A leírt szelvények elhelyezkedése a Csárda utcai feltárásban



4. ábra: A Csárda utcai szelvény feltárásban felvett szelvények.

1 = lösz; 2 = a talajkomplexum felső, agyagos tagja; 3 = a talajkomplexum alsó tagja; 4 = a talajkomplexum kilúgzási szintje; 5 = a karbonát-kiválási szint felső harmada; 6 = a karbonát-kiválási szint; 7 = homok fekü; 8 = karbonát-padkák

A löszhorizont alatt az "A" és "B" jelű szelvényekben egy jól fejlett talajkomplexumot figyeltünk meg. A fosszilis talajszint pontos magassága klasszikus szelvényleírással csak pontatlanul volt megadható, mivel a "B" szelvényben talaj felső szintje csak bizonytalanul volt leírható, azonban az "A" szelvényben a talaj felső szintje megjelent. A párhuzamosítás érdekében a szóban forgó szelvénymozaikokon 5 centiméteres felbontásban megmértük a rétegsor mágneses szuszceptibilitását (MS). A mérések alapján sikerült összeilleszteni a két szelvényt, így a löszhorizont alatti átmeneti szint alját 240 cm mélységben határoztuk meg. A talajkomplexum felső vöröses-szürke, rozsdabarna színű tagja 115 cm vastagságúnak adódott,

amiben a repedések falán különösen sok mangánkiválás jelent meg. A talajkomplexum alsó vöröses tagja 355-440 centiméter közötti mélységben 85 centiméter vastagságú. A talajkomplexum két tagja közti átmenet fokozatos és lefelé a szemcseméret növekszik. A fosszilis talaj alatt, ahol az üledék már finom-, közepes szemcseméretű homokként írható le, 470 centiméteres mélységben átmenet nélkül egy erősen cementált karbonátpadkás szint jelenik meg. A "B" és "C" szelvény karbonát-kiválási szintjei további két méteren át követik egymást, vastagságuk és cementáltságuk fokozatosan csökken. A rétegsorban helyenként 2-5 milliméteres kavicsokból álló vékony rétegek húzódnak, a rétegsor párhuzamosságát homoklencsék törik meg. A legalsó, "D" jelű szelvényben kereszt-rétegzett homokot találunk. A megfigyelések folyóvízi településű homokra utalnak, aminek cementáltságát a talajkomplexum kilúgzása, a karbonát-padkákat és -kiválási szinteket minden bizonnyal a homok eltérő szemcseméretű rétegei, esetleg az egykori talajvízszint ingadozása okozhatta.

A leírt szelvényt összevetettük a Paksi téglagyári feltárás rétegsorával (Pécsi M. 1979), ami alapján az alapfeltárásban leírt Mende-Bázis talajkomplexumként (MB) azonosítottuk a sánc-hegyi szelvény fosszilis talaját. A Csárda utca házai mögött több száz méter hosszan követhető a MB, ami kirajzolja az egykori paleodomborzatot. Ez alapján úgy gondoljuk, hogy a Vörösmalomi-völgy bevágódása a fosszilis talaj képződését követően történhetett.

A feltárásban a talajkomplexum és a karbonát-kiválások szintjében 4 helyen vetősíkokat találtunk (5. ábra). Két esetben is azt találtuk, hogy a vetősík meredeksége változik, annak alja a vízszinteshez tart. Ez arra utal, hogy nem tektonikus eredetű vetőre, hanem csuszamlások nyomára bukkantunk. Ezt erősíti, hogy a csuszamlás során kialakult vetőt később másodlagos karbonát töltötte ki, valamint az a tény, hogy a 40 méter körüli magasságú magaspárt, innen alig 100 méterre, a Sánc-hegy keleti oldala mentén húzódik, így korábban is könnyen megindulhattak jelentős, a Sánc-hegy rétegsorát felszabdáló csuszamlások.



5. ábra: A Csárda utcai feltárásban megtalált egyik csuszamlás síkja

A Sánc-hegy tetőszintjében találjuk a Római Birodalom egykori határán húzódó Limes kiemelt jelentőségű őrhelyét, Lussoniumot. A 2011. évi ásatások során a Paksi Városi Múzeum munkatársai lehetővé tették az egyik feltárt és leírt árok további négy méteres kimélyítését. A gödörben kialakított szelvényben egy a MB-nál magasabb szintben húzódó közel két méter vastagságú barna fosszilis talajt találtunk, amiben faszenet és állati csontok maradványait találtuk meg. Lumineszcens kormeghatározásra mintát vettünk a paleotalaj alatti és feletti löszrétegekből, a mérés folyamatban van. A Sánc-hegy északi peremének közelében mélyített ásatási gödör kultúrszintjében találtunk egy élénksárga réteget, ami a paksi feltárás vulkáni hamurétegével, a Bagi Tefrával mutat nagyonfokú makroszkópos hasonlóságot, így azt feltételezzük, hogy valószínűleg ez a Bagi Tefra. A feltárásban MB talajkomplexumként azonosított fosszilis talaj felismerését követően, figyelembe véve, hogy a MB fölött 10 méter vastagságot meghaladó üledékréteget találunk, a vulkáni hamuréteg megjelenésével számoltunk. A szóban forgó réteg azért maradhatott fenn az ókori őrhely alatt, mert a római építkezéseket megelőző planírozást megállította a tefraréteg felett néhány

centiméterrel húzódó erősen cementált szint. A régészek az ásatási gödröt a kultúrszint alá mélyítették, akaratlanul feltárva a Bagi Tefra kanárisárga rétegét. Ebben a feltárásban újabb csuszamlás nyomát találtuk meg.

Az ásatáson talált fosszilis talaj és a tefraréteg részletes leírása megtörtént, mivel azonban ezeket még nem tudtuk beilleszteni a völgy fejlődéstörténetébe, ennek részletezésére nem térünk ki.

#### **TÉRINFORMATIKAI ADATELŐKÉSZÍTÉS**

A völgy fejlődésének és a felszínformák, valamint a völgyszakaszok kialakulásának jobb megértésére a térinformatikát hívtuk segítségül. Korábbi morfometriai és morfogenetikai vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy a digitális domborzatmodelleken végzett hasonló vizsgálatok számunkra is értékes eredményekre vezethetnek. A töbör morfometriai vizsgálatokkal kapcsolatban több tanulmány született (Mari L et al. 2007), a kidozott módszerek termokarsztos mélyedések vizsgálatában, az úrfelvételeken történő kiértékelések során is alkalmazhatónak bizonyultak (Telbisz T. és Nagy B. 2008.). Egy másik sokat kutatott terület a vulkánok és salakkúpok szintvonalainak és lejtőprofiljának morfometriai elemzése, ami lehetőséget kínálhat a vulkáni formák relatív kormeghatározására (Karátson D. 2012).

A völgyek morfometriai vizsgálatához, a völgyprofilok felvételezéséhez és a profilokat jellemző paraméterek meghatározásához megfelelő digitális domborzatmodellre (DDM) volt szükség. A térinformatikai elemzéshez szükséges adatokat az ESRI ArcGIS 9.3 Desktop ArcMap alkalmazásával állítottuk elő. Első lépésben EOVS 1:10000 méterarányú térképlapok szintvonalait digitalizáltuk, mivel a szabad hozzáférésű adatbázisok nem biztosítottak kellően nagy terepi felbontást. A domborzatmodellt a Topo to Raster Tool segítségével állítottuk elő, különböző terepi felbontásban. A későbbiekben kiderült, hogy a kisebb 25 és 10 m/pixel felbontások nem nyújtottak kellő részletességet. A nagyobb, 2 m/pixel felbontású DDM-ben az interpoláció során, a szintvonalak által nem jelzett gödrök jelentek meg. Kompromisszumos megoldásként az 5 m/pixel terepi felbontású DDM-mel dolgoztunk, ami kellő részletességet nyújtott, de a gödrösödés mértéke csekély volt. A megjelenő depressziók eltüntetését a Fill Toollal végeztük. Erre első sorban azért volt szükség, mert meg kellett határoznunk a felszínen összegyülekező és a völgyprofil legmélyebb pontján lefutó potenciális vízfolyást, ami a Vörösmalomi-patakkal közel azonos pályán futott le a Duna ártéri síkja felé. A domborzatmodell minden olyan képpontját potenciális vízfolyásként kezeltünk, ahová legalább 1000 képpontról, vagyis 2,5 ha-os területről folyt össze a víz. Az ennél kisebb területről összefolyó potenciális vízfolyás jelentősen eltért a valódi vízfolyástól és a kitöltött gödrök sík felületén indokolatlanul kitért a várható lefolyási iránytól. A fővölgyben lefutó modellezett vízfolyást völgyvonalként kezeltük – hiszen a völgy mentén minden profil legmélyebb pontját adta – és digitalizáltuk a völgy teljes hosszán, majd a módosított DDM magassági adatait hozzárendeltük a vonalas alakzat töréspontjaihoz. Ezzel elő tudtuk állítani a Vörösmalomi-völgy esésgörbáját. Mivel az adatok DDM-ből származnak, ezért az esésgörbe nem esik egybe pontosan a Vörösmalomi-patak esésgörbéjével, azonban erre a vizsgálat során nem is volt szükség.

A völgyprofilokhoz és az azokat jellemző paraméterek előállításához szükséges keresztmetszelvényeket a DDM-ből levezetett lejtőszög térkép alapján határoztuk meg. A keresztmetszelvényeket minden esetben a völgyvonalra merőlegesen vettük fel oly módon, hogy annak két végpontját ott jelöltük ki, ahol a hátrafelé futó völgyoldalak lejtőszöge lecsökken 1°-ra. További kritériumokat is figyelembe kellett venni a keresztmetszelvények felvételénél. Fontos szempont volt, hogy a keresztmetszelvény ne fusson bele egy közeli, vagy betorkolló mellék völgybe, valamint végpontjait ne egy kisebb, például csuszamláshoz köthető pihenőn vegyük fel. Ezzel a módszerrel 49 keresztmetszelvényt sikerült kijelölnünk a völgy mentén, amikhez, a domborzatmodell felbontásának megfelelően 5 méterenként hozzárendeltük a

DDM magassági értékeit, így megkaptuk a szelvények menti völgyprofilokat és meg tudtuk határozni a völgyperemek magasságát ( $H$  a kereszt-szelvény menti magasabb,  $h$  az alacsonyabb völgyperem magassága), valamint a völgyperemek távolságát ( $D$ ).

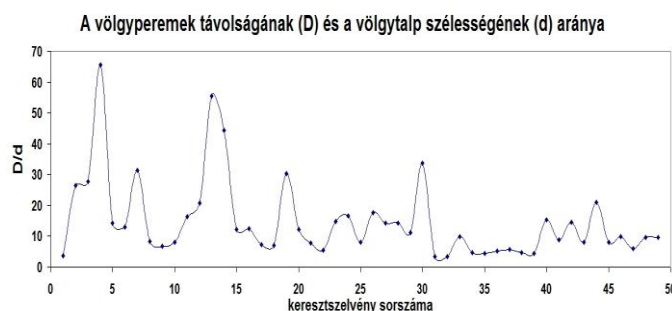
Ezen felül kimértük a völgytalp szélességét ( $d$ ) ugyancsak a lejtőszög térkép alapján. Itt a  $2^\circ$ -nál kisebb lejtésű profilszakaszt vettük figyelembe, mivel az  $1^\circ$ -nál kisebb lejtőszög alapján kijelölt völgytalp jelentősen eltért a szintvonalas térkép által előre jelzettől.

A kereszt-szelvényeken végzett méréseken túlmenően a következő arányszámokat is meghatároztuk az egyes völgyprofilokra:  $D/d$ ,  $H/h$ ,  $D/H$ ,  $D/h$

## EREDMÉNYEK

A kapott eredmények kiértékelésekor mindenképpen figyelembe kellett vennünk több, a DDM és az abból levezetett lejtőszög térkép interpolációja során adódott hibát. Ezek egy része a DDM felbontásából adódik. Az interpoláció során a lejtőszög térképet bizonyos szintvonalak a jól láthatóan torzították. Ez a jelenség főként a nagyobb hátakon és platókon mutatkozott, így a kereszt-szelvények kijelölése során nem jelentett problémát. Ezzel szemben komoly gondot jelentett a völgytalpak lejtőszög térképek alapján történő kijelölése. Azt tapasztaltuk, hogy az domborzatmodellén az éles lejtőszög váltások nem jelentek meg, a DDM ezeket elsimította, ezáltal a völgytalpaknak a kereszt-szelvény mentén mért szélessége és az ebből számolt arányok csak fenntartásokkal értelmezhetők.

Jelentékeny hibaforrás lehet a kereszt-szelvény kijelölésekor, hogy a völgyperemeknél a lejtőszög már nagyobb pihenőn lecsökkenhet  $1^\circ$  alá, hiszen csupán a lejtőszög térkép alapján kijelölve azokat úgy tűnhet, hogy a völgyközi hátra érve változott meg a lejtés. Úgy tűnik, hogy a völgyprofil menti völgyperemek távolságának ( $D$ ) és a völgytalp-szélessége ( $d$ ) elemzésével kiszűrhetők a hibásan felvett szélességi értékek. Az egymás követő kereszt-szelvények  $D-d$  arányát mutató diagramon (6. ábra) az adatsorban kiugrások figyelhetők meg. Figyelembe véve, hogy a völgy mentén a  $D-d$  arány egyenletes változása várható, a kiugró értékeknél a felvett adatok helytállósága kérdőjelezhető meg. Ahol nagyobb kiugró arány jelenik meg ott a völgytalp szélessége, ahol kisebb az arány a szomszédos értékekhez képest, ott a völgyperemek távolságának meghatározása volt pontatlan. A völgy mentén haladva a  $D-d$  arány hirtelen is megváltozhat, ekkor azonban a domborzat-, a közetminőség-, vagy egyéb tényezők változásával kell számolnunk. Mindez és a DDM-en keletkezett deciméteres nagyságrendű gödrök az jelzik, hogy a modellezett domborzat a valós felszínt csak hasonló nagyságrendű pontossággal adja vissza.

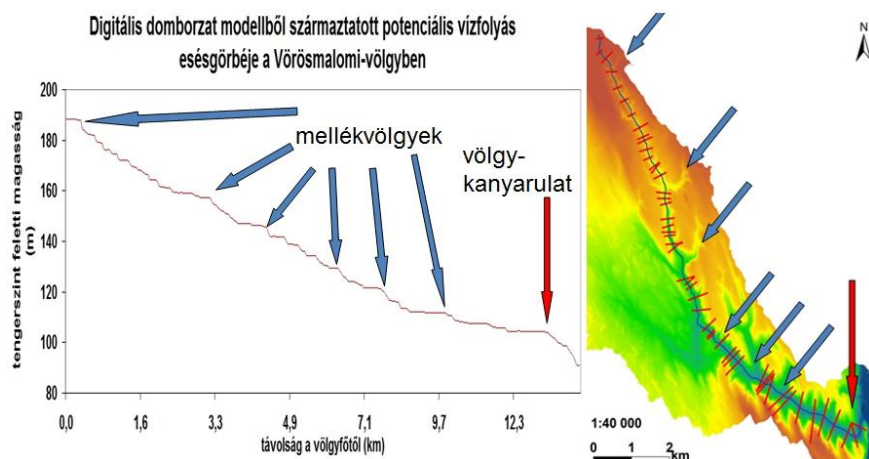


6. ábra: A völgy- és a völgytalp szélesség arányának változása a Vörösmalomi-völgy mentén.

A potenciális vízfolyás magassági adataiból elkészítettük a völgy esésgörbét (7. ábra), ami a normál vízfolyások esésgörbéihez hasonlóan konkáv, ami a vártnak megfelelő eredmény, mivel a völgytalp kimélyítését a völgyben lefutó vízfolyás végzi. Az esésgörbén megfigyelhető vízszintes szakaszok az interpolációs során kialakult gödrök kitöltéseivel köthetők. A gödrösödés helyét követően több ponton is jelentősen megnő az esésgörbe

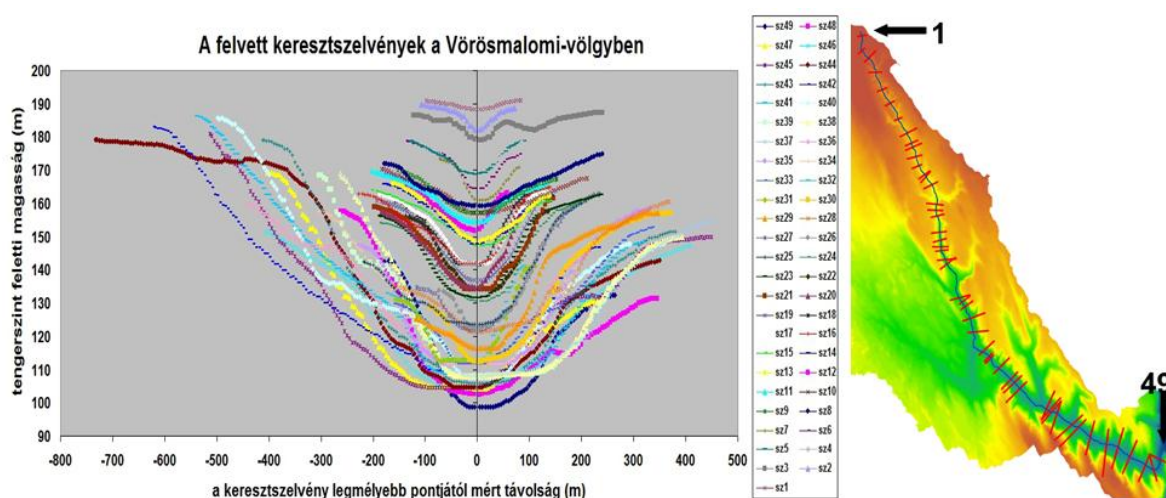


meredeksége. A DDM-mel összevetve ezeken a pontokon mellékvölgyek csatlakoznak a fővölgybe, ahol a fővölgyben lefutó patakba betorkollik a mellékvölgyből lefutó időszakos vízfolyás és a megnövekedett eróziót kifejtő patak mélyebben képes bevágni a felszínbe, mint a felsőbb szakaszon. Az esésgörbe a völgy alsó szakaszán ellaposodik, ami a völgyszakasz jelentős feltöltődésére utal, azonban a görbén a völgy dunakömlődi szakaszán a kanyarultnál, majd a völgykapu előtt is jelentős letörés figyelhető meg. Itt a Vörösmalomi-patak a magaspart előtti fiatalabb Duna-teraszba vágódott bele, megkezdve a völgytalp mélyítését az óholocén ártér szintjére.



7. ábra: A Vörösmalomi-völgy esésgörbéje. Kék nyíllal a mellékvölgyek betorkollásánál kialakult letöréseket, piros nyíllal a dunakömlődi letörés. A jobb oldali átnézeti térképen a keresztmetszvények elhelyezkedése látható a völgyvonal mentén.

A völgyprofilokat oly módon ábrázoltuk, hogy a keresztmetszvényeket a legmélyebb pontjuk szerint összerendeztük (8. ábra). A függőleges tengely tengerszint feletti magassági értékei alapján a völgyfőtől a völgykapuig haladva megfigyelhető a profilok változása, továbbá az is, hogy jól elkülöníthető csoportokba tudjuk rendezni azokat.



8. ábra: A keresztmetszvények menti völgyprofilok

A völgyfőben húzódó 1-es számú keresztmetszvény nem sorolható csoportba, mivel jelentősen eltér az alatta elhelyezkedőktől (9.a. ábra). A profil mélysége alig éri el a 2,5 métert szélessége 180 métert meghaladó. A széles-lapos völgyfőben uralkodó az areális erózió, a lineáris erózió legfeljebb csak kisebb árkokat alakít ki, a derázió hatása alárendeltebb.

Műholdfelvételeken a völgyfőt övező platón defláció és szuffóziós mélyedések figyelhetők meg.

A profilok egyes csoportját a 2-7-es keresztshelvények adják (9.a ábra). A völgyszakasz kimélyül, a völgyperem továbbra is széles és lapos. Uralkodóvá válik a lineáris erózió, a völgyoldalakon a lejtős tömegmozgások hatása jelentőssé válik. Ez a völgy legfiatalabb szakasza, fejlődése gyorsnak mondható, feltehetően a holocén során képződött. A 3-as profil a korábban jelzett adatfelvételi hibák miatt egy mellékvölgyön is keresztülfut.

A 8-14-es shelvények alkotta kettes csoport profiljai (9.b ábra) jelentősen nem mélyebbek az előző csoportnál, a völgyperemek szélessége hasonló, ellenben ezek a völgyprofilok szélesek és laposak, a völgyoldalak lejtése kisebb és éles völgyperemeket nem látunk, ami előrehaladott deráziós folyamatokra utal. Valószínűleg ez a völgyszakasz nem sokkal idősebb a felsőbb szakasznál, csupán a felszínalakító folyamatok eltérő súlya és a derázió előrehaladottsága miatt jelentős a profilok eltérése. A csoportok között nagyobb mellékvölgy nyílik a fővölgy oldalában.

A hármas csoport 15-24-es számú profiljainak legfontosabb jellemzője a völgytalp megjelenése (9.c ábra). A völgyek mélysége a 2-es csoport 10 méter körüli átlagához képest itt a legtöbb esetben a 20 métert is meghaladja. A völgyoldalakat deráziós folyamatok uralják a völgytalp megjelenése pedig a patak által átmozgatott hordalék, valamint lejtőtörmelének felhalmozódására utal.

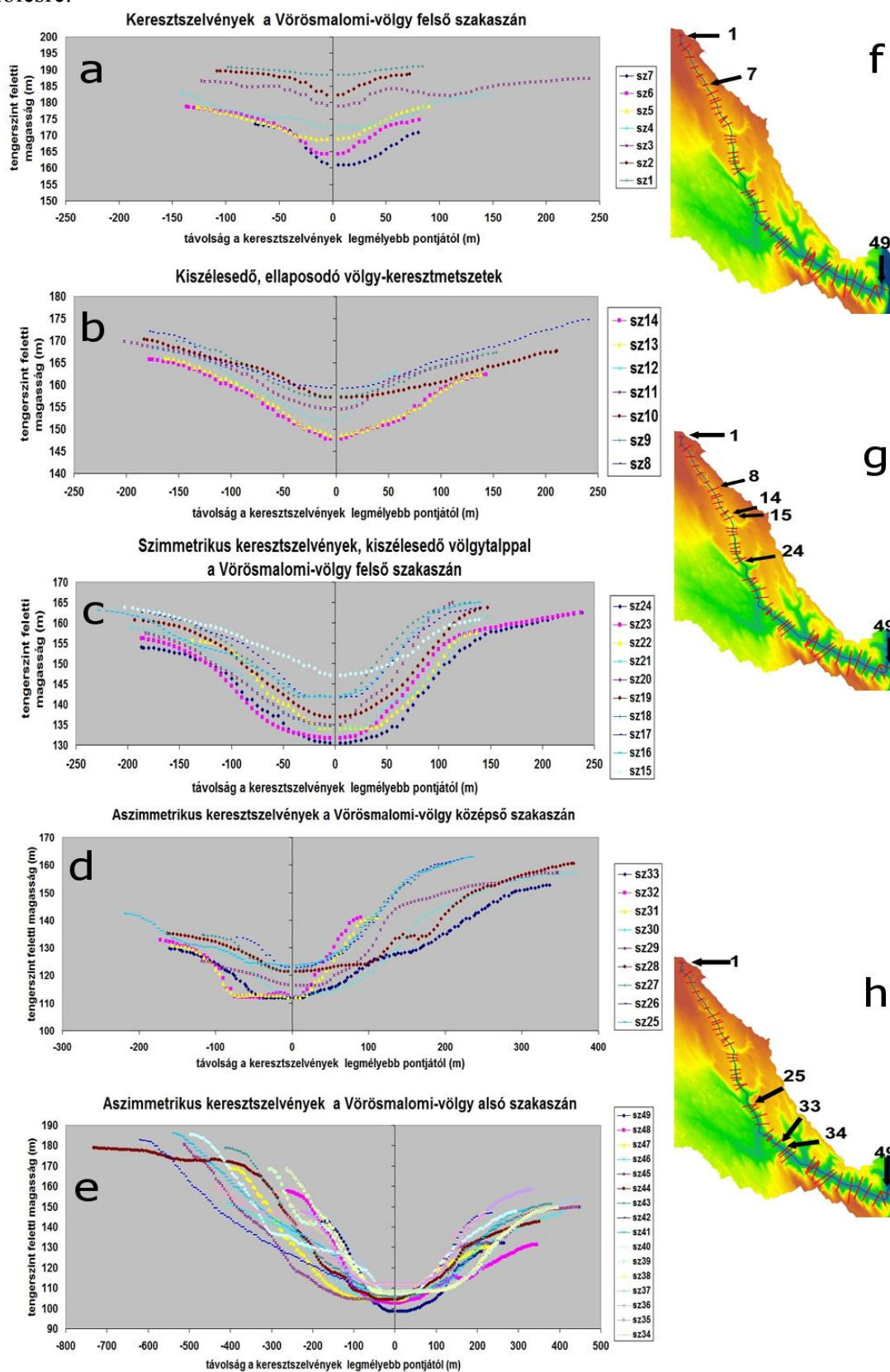
A következő két csoport közös jellemzője a profilok jelentős aszimmetriája. A két jelentősebb mellékvölgy között felvett 4-es csoport 25-33-es számú profiljainak DNy-i pereme akár 30 méterrel is alacsonyabb az ÉK-i peremnél (9.d ábra). A terepen és a DDM-en is jól látható a völgy középső szakaszának DNy-i nyitottsága és a felsőbb szakaszok mentén húzódó határozott völgyoldal hiánya. A völgytalp jelentősen kiszélesedik, az ÉK-i völgyoldalt kisebb csuszamlások és pihenők tarkítják. A völgyszakasz lealacsonyodott oldalának felszínén homokos löszet találunk, ebből arra következtethetünk, hogy az aszimmetria kőzetminőségi okokra vezethető vissza, mivel a durvább szemcseméretű homokos alapkőzetet könnyebben erodálja a felszínen lefolyó víz.

A völgy alsó szakaszára érve a DNy-i völgyoldal 40 méter szintkülönbséggel 170-, majd 180 méter magasságba emelkedik, amivel megközelíti a felső völgyszakasz azonos oldalának magasságát. Ezzel szemben az ÉK-i völgyperem a völgy teljes hosszán, a völgykapu felé fokozatosan alacsonyodva itt már a 150 méteres magasságot is alig éri el (9.e ábra).

A középső völgyszakasz aszimmetriája, tehát az alsó szakasz elején hirtelen megfordul, ami nem vezethető vissza kőzetminőségbeli eltérésekre. Az itt felvett 34-49-es keresztshelvényeken is feltűnő az aszimmetria. A profilokon nagy kiterjedésű lapos pihenők lépcsői jelennek meg. A völgytalp tovább szélesedik egészen a Vörösmalomi-patak dunakömlődi szakaszáig, ahol hirtelen kimélyül és beszűkül, továbbá a patakmeder a jobb parti lejtőoldalt közelében húzódik. A Dunakömlődnél a Duna ártere fölé magasodó Sánc-hegynél a völgyfejlődés egy korai szakaszában a patak futása valószínűleg hirtelen elfordult és a kanyarulattól alig 500 méterrel északabbra futott ki az ártéri síkra. A völgy alsó szakaszának aszimmetriáját, a domborzat magassági viszonyait is figyelembe véve, valószínűleg vető menti elmozdulás okozta.

A völgyperem- és völgytalp szélességek változását a 10.a ábra grafikonjain szemléltetjük. A völgytalpak szélességeinek grafikonjából messzemenő következtetéseket levonni a korábban említett kijelölés során fellépett problémák miatt nem lehet, azonban az kiválóan látszik, hogy hol jelenik meg a völgytalp, valamint az, hogy a völgykapu felé fokozatosan szélesedik. A völgyperemek távolsága is fokozatosan növekszik a völgyfőtől távolodva, a völgy alsó szakaszán azonban nagyobb mértékben kiszélesednek a völgyek, majd a dunakömlődi kanyarnál hirtelen beszűkülnek. A görbe kiugróan alacsony értéke olyan

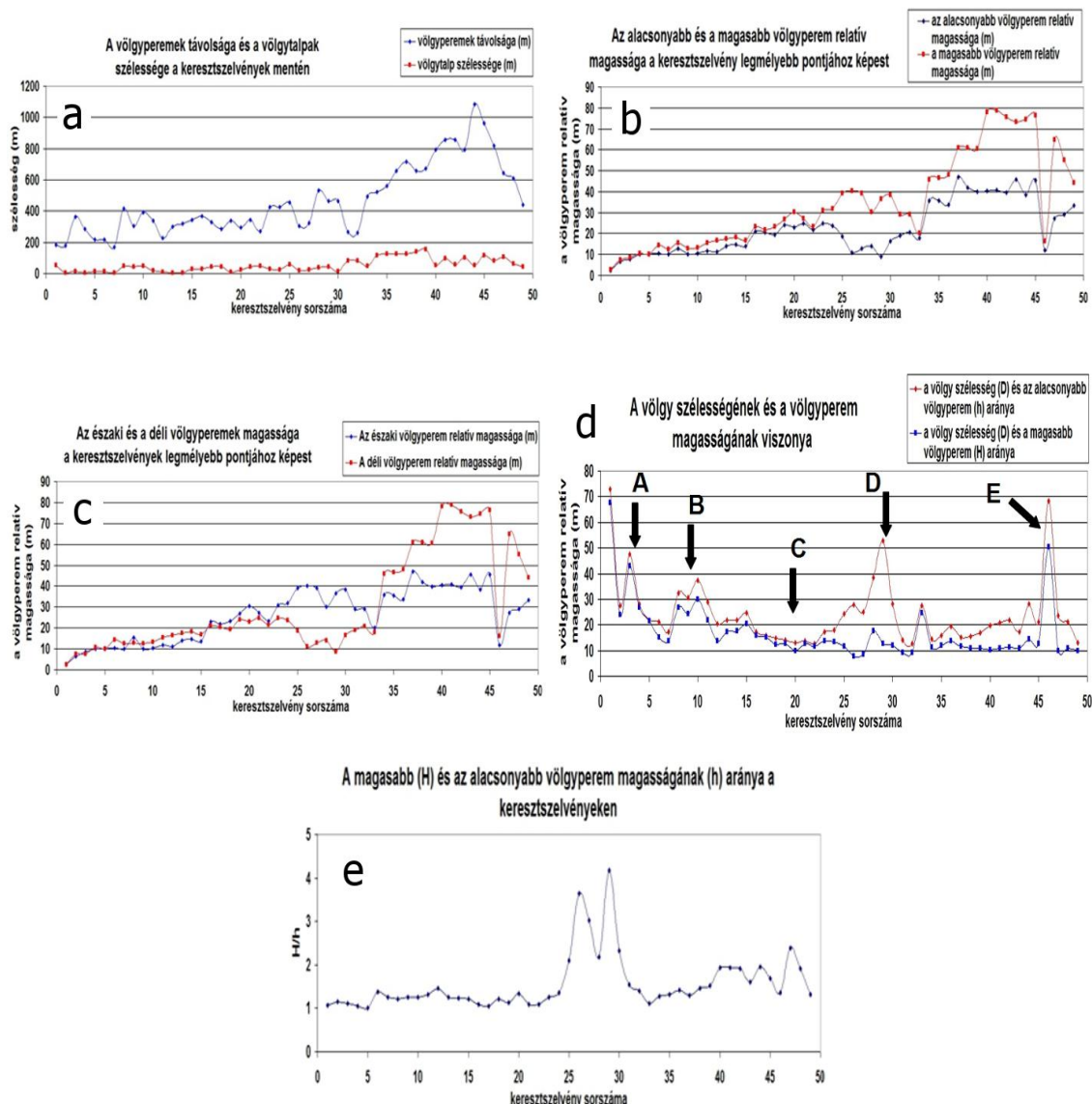
keresztmetszényt jelöl, aminek legalább az egyik végpontja egy völgyoldal pihenőjén került kijelölésre.



9. ábra: A keresztmetszvények csoportjai. (a) 1. csoport, (b) 2. csoport, (c) 3. csoport, (d) 4. csoport, (e) 5. csoport, (f)-(h) átnézeti térképek



Ha grafikonon ábrázoljuk a magasabb és alacsonyabb (10.b ábra), illetve az É-i és D-i völgyperem relatív, a völgy legmélyebb pontjához viszonyított magasságának változását (10.c ábra), akkor szembejövő a korábban is megfigyelt aszimmetria. Az É-D-i völgyperem grafikonján a felső völgyszakasz szimmetrikusnak tekinthető, bár a déli völgyperem 2-4 méterrel magasabban húzódik a 2-es és 3-as völgyprofilokhoz tartozó völgyszakaszokon. A korábban kialakított csoportok határán a görbékben törést, vagy a két görbe keresztezését figyelhetjük meg. Ezek szemléltetik a völgymorfológiát leíró alapvető paraméterek megváltozását és azt, hogy a csoportok elkülönülése a paraméterekben is megjelenik.



10. ábra: A vizsgált paraméterek grafikonjai. (a) a völgyperemek és a völgytalp szélessége, (b) az alacsonyabb és a magasabb völgyperem magassága, (c) az É-i és a D-i völgyperem magassága, (d) a völgy szélességének és az alacsonyabb-, illetve a magasabb völgyperem magasságának aránya, (e) a magasabb és az alacsonyabb völgyperem aránya.

Különösen hasznos paraméternek tűnnek a  $D/H$  és  $D/h$  arányszámok, amik lokális jelenségek kimutatására is alkalmasan lehetnek. A 10.d ábra grafikonjainak "A"-val jelölt pontjától az arányszámok csökkenése figyelhető meg, ami az 1-es szakasz mentén jellemző lineáris erózió völgy menti erősödését jelzi. A "B"-jelölésnél látható magas értékek a 2-es profilsorozat ellaposodó keresztmetszéseihez, a derázióval átformált lejtőjű völgyszakaszhoz



kapcsolódnak. Azoknál a keresztshelvényeknél, ahol a völgytalpak megjelennek az arány alacsony, 10-es érték körül stagnál ("C" jelzés), majd az aszimmetria megjelenésével és növekedésével, ott ahol a völgyszakasz dél felé nyitott, az alacsonyabb peremhez tartozó arány hirtelen megnövekszik ("D" jelzés). A hasonló paraméterből készült grafikonok alkalmasak lehetnek annak szemléltetésére, hogy melyik völgyperem paramétere változott meg. Esetünkben tehát nem a magasabb perem további magasodásáról van szó, hanem az alacsonyabb további alacsonyodásáról. Ha a völgy jobb és bal peremére számolunk hasonló paramétert, akkor az is szemléltethető, hogy a völgy melyik oldalán történt a völgyperem magasságának változása. A 33-as shelvényhez tartozó kiugró érték egy nem megfelelő helyen felvett keresztshelvényhez tartoznak, hasonlóan az "E" jelzéshez tartozó csúcsnál, ahol a shelvény egyik végpontjának kijelölése, egyértelműen egy pihenőn történt.

A két szemközti völgyperem magasságának arányát ábrázoló grafikonon a középső völgyszakaszhoz tartozó keresztshelvényeknél láthatunk jelentős kiugrást (10.e ábra), de az alsó szakaszhoz tartozó profiloknál is nagyobb az arány, mint a felső szakasz profiljainál. A H/h arány tehát az aszimmetria mértékét mutatja, kiemelve azokat a keresztshelvényeket, ahol a H és h eltérése jelentősebb.

### KÖVETKEZTETÉSEK

A kapott eredmények és a grafikonok alapján úgy tűnik, hogy a völgy menti keresztshelvények sorozatából következtethetünk a völgyek felszínalakító folyamataira, azok megváltozására és a változás helyére, ezen felül csupán a keresztshelvény menti profilok összehasonlítása alapján végzett csoportosítás is alkalmas lehet az eltérő fejlődési állapotú és különböző felszínalakító folyamatok által befolyásolt völgyszakaszok elkülönítésére.

A keresztshelvények önmagukban azonban nem elegendőek a völgyszakaszok fejlődési állapotának pontos leírására. Egyszerű völgyomorfológiát leíró adatokból – úgy, mint a völgyperemek magassága, azok távolsága és a völgytalp szélessége – valamint a mért adatokból levezetett paraméterekből a shelvények aszimmetriája írható le. Terepi megfigyelésekkel és DDM-mel kiegészítve következtethetünk a völgyoldalt pusztító folyamatokra és azok jelentőségére is. A paraméterek vizsgálata és összehasonlítása segítségünkre lehet a fejlődési állapot pontosításában és a lokális hatások kiszűrésében ezzel pontosítva a völgy fejlődéséről alkotott képünket.

A kapott eredmények azt tükrözik, hogy a terepen megfigyelt felszíninformákat elsősorban a lineáris erózió, valamint a derázió különböző formái alakították ki és a völgyszakaszok profiljának kiformalása e két folyamatnak köszönhető. Ezek aránya a hasonló korú völgyszakaszokban meghatározza a völgy mélységét és szélességét, a völgyperemek denudáltságát. A vízfolyás által a völgytalpra áthalmozott üledék a völgy esését csökkenti és a lejtős tömegmozgásokkal együtt a völgytalpat feltöltve annak szélességét növeli. A mellékvölgyek becsatlakozásánál összefolyó vizek azonban jelentősen képesek mélyíteni a völgytalpat, hirtelen megnövelve a völgy esését. Az areális erózió, a defláció és a szuffúziós folyamatok csak másodlagos jelentőségűek a megvizsgált völgy formálásában, azonban a völgyfő továbbfejlődésének irányát, mellékvölgyek irányát és futását megszabhatják.

Terepi megfigyeléseink során nem találtunk sem a rétegsorban, sem a felszíninformákban közvetlenül a késő pleisztocén, holocén tektonikai aktivitásra utaló nyomokat. A digitális domborzatmodellen azonban megfigyelhető (1. ábra), hogy az alsó- és felső völgyszakasz DNy-i oldalának magassága hasonló, ezzel szemben az ÉK-i oldal a völgykapu felé lejt, a Vörösmalomi-völgy futása pedig, mint választóvonal jelenik meg a két terület között. Ez a megfigyelés a tektonika egykori aktivitását mutatja, továbbá a völgy alsó szakaszának aszimmetriája jelenlegi ismereteinkkel nem is magyarázható más módon.

## ÖSSZEGZÉS

Az alkalmazott módszerek tehát a völgyfejlődéssel kapcsolatos vizsgálatokra alkalmasnak tűnnek, azonban mindenképpen a továbbfejlesztésükre van szükség.

Ehhez első lépésben pontosítani kell a digitális domborzatmodellt, hogy az interpoláció hibáit minimalizálhassuk és a levezetett lejtőszög térkép is pontosabban tükrözze a valós felszín lejtőmeredekségét. Mindezekén túl újabb levezetett térképek vizsgálata is értékes eredményekre vezethet. Különösen ígéretesnek tűnnek a felszingörbületi térképek.

Szigorítani kell a keresztshelvények kijelölésének feltételeit akár oly módon is, hogy az objektív módszerekkel kijelölt shelvényt szubjektíven módosítjuk, ha a korábban említett kijelölési problémák felmerülnek és a kapott adatokban hibákat tapasztalunk. A digitális domborzatmodellből származó adatok ellenőrzésére és az interpoláció hibájának meghatározására a keresztshelvények völgyprofiljának terepen történő kimérésére is szükség lesz. Ezen felül már készülöben van a domborzatmodell északi irányú kiterjesztése, amivel egy komplett völgyrendszer és több kisebb völgy is bekapcsolható lesz a vizsgálatokba. A nagyobb számú keresztshelvény, az új paraméterek vizsgálata és a pontosabb keresztshelvény meghatározás reményeink szerint lehetőséget kínál a messzemenőbb következtetések levonására. Úgy tűnik ugyanis, hogy a völgyprofil csoportok nem csupán a keresztshelvények alakja alapján különíthetők el, hanem egyes paraméterek utalhatnak a felszínpusztító folyamatok mértékére és változására. Ennek segítségével akár az is pontosan meghatározható lehet, hogy a felszín alakító folyamatok súlyának átbillenése, térben a völgy mely rövid szakaszára tehető.

Reményeink szerint hasonló eszközökkel a tektonika felszínalakító szerepének feltárásához is sikerül közelebb jutnunk a mintaterületen, de a válaszhoz minden bizonnyal szükség lesz geofizikai mérésekre is.

## FELHASZNÁLT IRODALOM

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. 1959: A Mezőföld természeti földrajza. in: BULLA B. (szerk.): Földrajzi monográfiák, Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 514.
- BALLA Z. 1999: Van-e bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén? ("A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága" kötet megjelenése kapcsán), Földrajzi Közöny, 129/1., pp.97-107.
- BALLA Z., MAROSI S., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F., SZEIDOVITZ Gy. 1993: A paksi atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok., Földrajzi Értesítő 42. 1-4. pp.111-140.
- BODROGI M., CSATHÓ B., GULYÁS Á., KISS J., PRÁCSEK E. 1994: Lineamentum vizsgálat digitális úrfelvételek alapján Paks környezetében., Kézirat, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Project jelentéstára, Paks.
- HORVÁTH F., CSONTOS L., ERDÉLYI M., FERENCZ Cs., GÁBRIS Gy., HEVESI A., SÍKHEGYI F. 1990: Paks környezetének neotektonikája., Kézirat, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Project jelentéstára, Paks.
- HORVÁTH F., CSONTOS L., DÖVÉNYI P., WÉBER Z., DRAHOS D., NAGYMAROSSY A., SZÉKELY B., TÍMÁR G., GYÖRI E., SZABÓ A., VÁRKONYI L., CSERNY T., CZELLER I., GOMBOS Cs., REMETE L., SAMU L., BUNTERBARTH G. 1993: Paks környezetének szerkezeti viszonyai és nagytektonikai helyzete az újabb szeizmikus shelvények és már földtani-geofizikai adatok komplex kiértékelése alapján., Kézirat, Paksi Atomerőmű Rt. Földrengés Project jelentéstára, Paks.
- KARÁTSZON D., TELBISZ T., WÖRNER G. 2012: Erosion rates and erosion patterns of Neogene to Quaternary stratovolcanoes in the Western Cordillera of the Central Andes: An SRTM DEM based analysis. Geomorphology 139-140, pp. 122-135

- MARI L., TELBISZ T., ČALIČ J. 2007. A Kazán-szorosok déli oldalán magasodó Miroč-hegység karsztos formakincse., *Karsztfejlődés XII*, Szombathely, pp. 153-169
- MAROSI S., MESKÓ A. 1997. A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 178.
- MAROSI S., SCHWEITZER F. 1997: Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. in: MAROSI S. és MESKÓ A. (szerk.): A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága., Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 153-175.
- PÉCSI M. 1979: Rövid összefoglaló értékelés a paksi löszfeltárások újabb kutatási eredményeiről. *Földrajzi Közlemények.*, 27/4., pp. 292-300.
- TELBISZ T., NAGY B. 2008: Termokarsztos mélyedések vizsgálata töbör-morfometriai módszerekkel, űrfelvételek alapján. *Karsztfejlődés XIII.*, Szombathely
- TÓTH T. 1994: Jelentés a Paks környékén 1993-ban végzett sekélyreflexiós mérések eredményeiről. Kézirat, EGLI.
- TÓTH T., HORVÁTH F. 1999: Van bizonyíték negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! ("A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága" kötet megjelenése kapcsán), *Földrajzi Közöny*, 129/1., pp.109-124.
- GOOGLE EARTH, műholdfelvételek: <http://www.google.com/earth>, Utolsó megnyitás: 2012.09.05.